

INFLUÊNCIAS GEOLÓGICAS, GEOMORFOLÓGICAS E GEOTÉCNICAS NOS MOVIMENTOS DE MASSA OCORRIDOS NOS DIAS 11 E 12 DE JANEIRO DE 2011, EM NOVA FRIBURGO, RIO DE JANEIRO, BRASIL

GEOLOGIC, GEOMORPHOLOGIC AND GEOTECHNICAL INFLUENCES ON THE MASS MOVEMENTS OCCURRED IN JANUARY 11-12, 2011 IN NOVA FRIBURGO, RIO DE JANEIRO, BRAZIL

Avelar, André de Souza; *Univ. Federal do Rio de Janeiro, RJ, Brasil, andre.avelar@acd.ufrj.br*
Vinagre, Rodrigo; *Univ. Federal do Rio de Janeiro, RJ, Brasil, rodrigogeologo@yahoo.com.br*
Lacerda, Willy Alvarenga; *Univ. Federal do Rio de Janeiro, RJ, Brasil, willyl@globo.com*

RESUMO

Os movimentos de massa de 11-12/01/2011 na serra do Rio de Janeiro foram os mais críticos do Brasil, com ~1500 pessoas mortas e enormes destruições em Petrópolis, Teresópolis e Nova Friburgo. Nesta última cidade, a bacia do Córrego Dantas (~80 km²) teve os maiores prejuízos e mortes em chuvas de 200 a 240 mm com 8 h de duração. Neste trabalho fez-se o mapa geológico da bacia (1:10.000) e estudos geomorfológicos e geotécnicos associados aos deslizamentos e foram feitos estereogramas e rosetas de foliação e fraturas. Há 6 litotipos: diabásio, granito equigranular, diorito, granito com fenocristais, ortogneisse e biotita-gnaisse. Tais rochas geram solos rasos com coesão de 3 a 5 kPa e ângulos de atrito de 32 a 40 graus, que sofreram rupturas devido ao aumento de poropressão com as chuvas intensas. Além disso, os deslizamentos estão relacionados à foliação metamórfica e fraturas de alívio de tensão, ocorrendo nas rochas mais deformadas: ortogneisse granítico e biotita-gnaisse bandado.

ABSTRACT

The mass movements occurred in January 11-12, 2011 in the Rio de Janeiro Range were the worst in Brazil, with ~1,500 deaths and large destruction in Petropolis, Teresópolis and Nova Friburgo. In this municipality, the Córrego Dantas basin (~ 80 km²) had the worst losses and deaths with 200-240 mm rainfall during 8 h. In this work is presented the geological map of the basin (1:10.000) and geomorphologic and geotechnical studies associated with the landslides, and also stereograms and rose diagrams for foliation and joints. There are 6 lithotypes: diabase, equigranular granite, diorite, phenocrystal granite, orthogneiss and biotite-gneiss. These rocks generated shallow soils with 3 to 5 kPa cohesion and friction angle from 32 to 40 degrees, which suffered failure due to pore pressure increase by heavy rains. In addition, landslides are related to the metamorphic foliation and strain relief fractures occurring in the more deformed rocks: orthogneiss granitic and biotite-banded gneiss.

1 - INTRODUÇÃO

Durante os dias 11 e 12 de janeiro de 2011 ocorreram mais de 4,000 deslizamentos na região serrana do Estado do Rio de Janeiro, que causaram mais de 1,500 mortes e geraram graves prejuízos para a infraestrutura urbana e rural dos municípios de Nova Friburgo, Teresópolis, Petrópolis, Sumidouro e Bom Jardim (Avelar *et al.*, 2011; Coelho Netto *et al.*, 2011). Apesar de serem considerados como os deslizamentos mais destrutivos já registrados no Brasil, eventos com características semelhantes já haviam ocorrido no RJ em 1966, 1967, 1988, 1996 e 2010 (Avelar *et al.*, 2006). Em 2011 houve deslizamentos do tipo translacional raso, havendo também muitas ocorrências de debris flows, poucos rotacionais e queda de rocha. Os debris flows mais extensos se deslocaram nos fundos de vale mais importantes da região e produziram um rastro de destruição de casas, fazendas, fábricas, estradas, pontes, redes de água potável, eletricidade e telefonia, tendo sido incrementados pela junção de diversos deslizamentos translacionais rasos ocorridos nas encostas adjacentes aos rios e provenientes das cabeceiras de drenagem em zonas montanhosas. Os registros de chuva nas estações inseridas dentro da faixa de destruição mostraram valores de 250 mm em 48 horas e maiores detalhes sobre as características das chuvas podem ser encontradas em Coelho Netto *et al.* (2011).

A geologia do Estado do Rio de Janeiro está associada a uma ampla faixa de dobramentos de idade Proterozóica, composta predominantemente por rochas de alto grau metamórfico (gnaisses), com foliação bem definida na direção SW-NE e fraturas em diversas orientações. Também ocorrem associações de rochas ígneas sin-tectônicas (granitóides), geradas por anatexia e que se orientam da mesma forma que as rochas metamórficas. A geomorfologia do estado apresenta o predomínio de colinas e de planícies costeiras com macios rochosos isolados, porém a região serrana do Rio de Janeiro contrasta nitidamente com esse conjunto. Buscando entender o porquê dessa concentração na região de Friburgo, começou-se a estudar em detalhe a geologia local, uma vez que os estudos existentes na

literatura foram realizados em uma larga escala, não contribuindo, portanto, com informações o suficiente para a solução dessa enigmática.

Em um contexto geológico regional, tal área está tectonicamente localizada na Província Mantiqueira, definida por Almeida *et al.* (1977, 1981) como uma faixa de orógenos Neoproterozoicos de aproximadamente 3.000 km alinhada segundo um rumo NE-SW que se estende do paralelo 15° S até o Uruguai. Dentre os orógenos que compõem a Província Mantiqueira destaca-se para esse trabalho a Faixa Ribeira Central. Essa faixa móvel estende-se no rumo NE-SW por cerca de 1.400 km, transicionando a nordeste para a Faixa Araçuaí. Sua evolução está ligada a subducção para SE da placa São Franciscana e posterior colisão do paleocontinente São Francisco com o arco Rio Negro (Heilbron *et al.*, 2000, 2004). O segmento central da Faixa Ribeira é subdividido segundo Heilbron *et al.* (2000) em quatro terrenos tectônico-estratigráficos principais com registro de dois episódios colisionais. De acordo com estes autores o primeiro episódio divide-se em quatro estágios tectônicos. O primeiro pré-colisional, ocorreu entre 630 e 595 Ma (U/Pb em zircões, Machado *et al.*, 1996), durante a subducção para SE da paleoplaca Sanfranciscana sob a microplaca da Serra do Mar (Campos Neto & Figueiredo, 1995), o que teria gerado os plutons granitóides do Arco Magmático Rio Negro (Tupinambá *et al.*, 1998).

O segundo estágio, de 595 a 565 Ma (Machado *et al.*, 1996; Heilbron *et al.*, 2004), é caracterizado pelo fechamento e posterior colisão oblíqua entre as placas citadas anteriormente, gerando um sistema de nappes com transporte tectônico de topo para NW, registrado em duas fases deformacionais contínuas (DR1 e DR2). Neste período ocorreu o primeiro evento metamórfico (MR1), cedo sin-colisional, de pressão intermediária (P: 6-7 kbar; T: 700°- 750°C; Duarte, 1998; Kühn *et al.*, 2004), com gradiente inverso e grau metamórfico aumentando para SE, de fácies xisto verde superior à fácies anfibolito superior. Também foram gerados plutons granitóides do tipo S associados às falhas de empurrão que delimitam as nappes. O terceiro estágio (tardi-colisional) entre 565 e 540 Ma (Machado *et al.*, 1996), está registrado por plutons graníticos predominantemente do tipo I fracamente foliados. No quarto estágio (pós-colisional), ocorrido entre 540 e 520 Ma (Machado *et al.*, 1996), uma fase compressiva (DR3), aproximadamente SE-NW, gerou dobras com planos axiais subverticais (megassinforma Paraíba do Sul e megantiforma Rio de Janeiro) e zonas de cisalhamento dúcteis dextrais com rumo NE-SW (Ex: Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul). Ainda é reconhecida uma quarta fase deformacional (DR4), relacionada com compressão regional final E-W (Trouw *et al.*, 2000), que gerou dobras abertas a apertadas com eixos N-S e plano axial subvertical, além de zonas de cisalhamento dextrais com rumo NE-SW bem como rumo NW-SE, mais discretas observadas em todos os domínios.

No segmento centro-norte da Faixa Ribeira, particularmente na região serrana do estado do Rio de Janeiro, ocorrem rochas gnáissicas e ígneas de composição predominantemente granitoide, geradas nos vários estágios de desenvolvimento de um orógeno, do período pré ao pós-colisional (Tupinambá *et al.*, 2012). Esse magmatismo está expresso por significativa área de ocorrência de granito, cuja natureza é, sobretudo, sin-colisional, uma vez que corpos graníticos tardi a pós-orogênicos têm menor expressão areal quando comparados aos sin-orogênicos (Barbosa & Grossi Sad, 1985; Penha *et al.*, 1979; Mendes *et al.*, 2002 e 2007; Junho, 1993; Junho & Penha, 1985; Tupinambá *et al.*, 2012). Grossi Sad *et al.* (1980) mencionaram que no Estado do Rio de Janeiro um batólito granítico se estende por ambas as vertentes da crista principal da Serra do Mar. Afirmaram que o referido corpo alcança mais de 140 km de extensão, desde o vale do Rio Guandu até um pouco ao sul das cidades de Cordeiro e Cantagalo, constituindo a feição dominante do trecho da referida serra, denominada Serra dos Órgãos. Os mesmos autores o denominaram como Batólito Serra dos Órgãos (Barbosa & Grossi Sad, 1985).

O Batólito Serra dos Órgãos (BSO), em função de sua dimensão, composição e características de alojamento, pode ser comparado a outros corpos ígneos de grande dimensão do Brasil e exterior, como por exemplo, os batólitos Angelim, Bela Joana, Serra das Abóboras (Machado & Demange, 1992) e Niterói (Machado & Demange, 1996), todos no Rio de Janeiro, o Batólito Serra da Água Limpa (Vinagre, 2014; Vinagre *et al.*, 2014a e 2014b), na divisa dos Estados de Minas Gerais e São Paulo e também a batólitos consagrados na literatura, como batólitos andinos da Costa do Peru (Cobbing y Pitcher, 1972; Bussell, 1983; Pitcher *et al.*, 1985; e Atherton, 1990) e do Sul da Patagônia (Hervé *et al.*, 2007).

O estudo e compreensão da natureza das rochas e estruturas geradas durante um ciclo orogênico, nesse caso, também pode ser aplicado à determinação de fatores que favorecem a ocorrência de desastres naturais relacionados a chuvas intensas, como as acontecidas em Janeiro de 2011 na Região Serra do Rio de Janeiro. Essa grandiosa precipitação, quando associada a ambientes topograficamente acidentados, seja pela jovialidade da orogênese que ainda imprime na região um contraste topográfico bem definido e acidentado, ou, no caso da área de estudo, que compreende um orógeno antigo e bem erodido, no entanto com um gradiente topográfico elevado dado por eventos tectônicos e estruturas posteriores, é a receita ideal para catástrofes naturais de magnitudes grandiosas.

2 - OBJETIVOS

Considerando os recorrentes problemas geotécnicos na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, que compreende parte de um importante orógeno do sudeste do Brasil (Faixa Móvel Ribeira Central), se torna relevante o estudo desse orógeno em escala de detalhe sobre o ponto de vista geotécnico, seja pelas rochas, pelas estruturas e pelo contraste topográfico com relevo extremamente acidentado característico desse tipo de entidade geológica. Além disso, a importância científica e aplicada desse trabalho visa somar conhecimento e ampliar o banco de dados relativo às rochas da região de Friburgo em uma escala de detalhe. Para isso foram cartografadas as rochas da região, em escala de detalhe, e realizando-se um aprimorado levantamento das estruturas ocorrentes nas rochas, como foliação tectônica, juntas, falhas e demais estruturas quando existentes, contemplando assim um mapa geológico estrutural que servirá de base para estudos de diversas naturezas que visam entender a série de eventos catastróficos ocorridos nessa região em 2011. Além desses, trabalhos laboratoriais envolvendo petrografia, darão suporte para estudos petrogenéticos e de microestruturas que poderão trazer luz sobre as condições geotécnicas das rochas em escala microscópica.

3 - GEOLOGIA LOCAL

Por meio de campanhas de campo, pelo menos sete (7) unidades litológicas foram reconhecidas e cartografadas em escala de detalhe (Fig. 1). São elas, em ordem estratigráfica da mais velha para a mais nova: 1) Granada Biotita Paragnaisse Bandado; 2) Ortognaisse Granítico/Granodiorítico; 3) Granito Porfirítico Grosso; 4) Granito Porfirítico Médio; 5) Diorito Equigranular Médio; 6) Granito Equigranular Fino/Médio; e 7) Gabro/Microgabro.

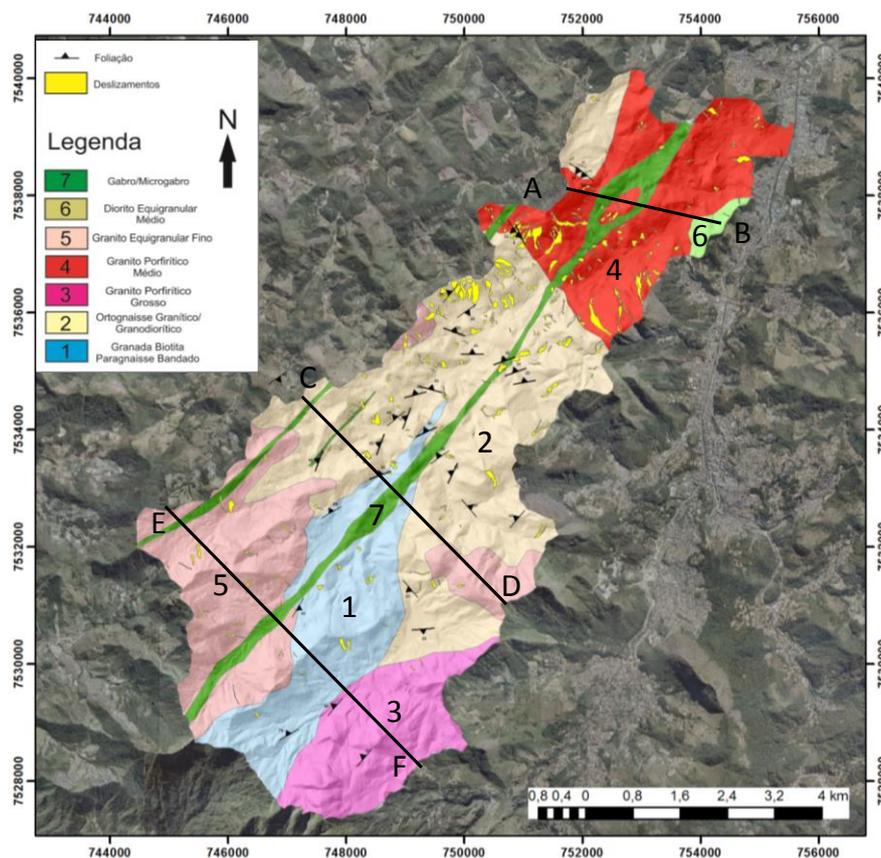


Figura 1 - Mapa Geológico da Bacia Hidrográfica do Córrego Dantas, Município de Friburgo, Rio de Janeiro, onde as linhas pretas representam o posicionamento de seções geológicas (Figura 4)

3.1 - Granada Biotita Paragnaisse Bandado

De todas as unidades estudadas, é aquela que tem a menor ocorrência de afloramentos frescos. Em geral ocorre nos fundos de vale em avançado estágio de alteração intempérica. Possui textura com granulação fina sendo composto essencialmente por granada, biotita, K- feldspato, plagioclásio e quartzo. Além disso, mostra um bandamento delgado (Fig. 2A), caracterizado pela intercalação de níveis ricos em biotita com níveis quartzo feldspáticos (microlitons).



Figura 2 – A - granada Biotita Paragneise Bandado com granulação fina e coloração cinzenta; B - Ortogneise Granítico/Granodiorítico. Fácies sem fenocristais; C - Granito Porfirítico Grosso com mais de 45% de fenocristais (feldspatos) arranjados caoticamente; D - Granito Porfirítico Médio com mais de 50% de fenocristais (feldspatos) de até 1 cm, compondo uma textura isotrópica; E - Diorito com granulação média e estrutura maciça; F - Granito Equigranular Fino/Médio com textura isotrópica e coloração cinzenta; G - xenólitos de ortogneise e diorito dentro do Granito Equigranular Fino; H - blocos de gabro/microgabro com esfoliação esferoidal e alinhados segundo a direção dos diques mapeados na região (NE-SW)

O bandamento ocorre paralelo a uma foliação tectônica/metamórfica do tipo espaçada, bem marcada e dada pela direção preferencial dos cristais de biotita, feldspatos e quartzo. Essa rocha encontra-se migmatizada, apresentando corpos anatéticos leucocráticos, de composição granítica e granulação média/grossa, na forma de lentes centimétricas a métricas. Tais corpos sempre ocorrem paralelizados a foliação tectônica, demonstrando que suas formações se deram durante o auge do metamorfismo e deformação tectônica principal que atingiram essa região, caracterizando uma textura migmatítica do tipo estromática. Sua textura bandada, ausência de fenocristais e sua composição mineralógica enriquecida com granada e biotita, sugere que essa rocha é paraderivada e tem um protólito dado por pacotes de rochas e/ou sedimentos psamíticos e/ou semi-pelíticos, arcósios provavelmente.

3.2 - Ortogneise Granítico/Granodiorítico

É a unidade que mais se destaca em termos de área mapeada, possui textura com granulação grossa, xenomórfica a hipidiomórfica, do tipo inequigranular, ora seriada (Fig. 2B), ora porfirítica com raros fenocristais aparentemente de microclina que caracterizam uma proporção de aproximadamente 10% de fenocristais x 90% de matriz. As rochas que constituem essa unidade apresentam cor cinzenta, podendo ser rosada em alguns afloramentos. O índice de cor varia no entorno de 7 a 12%, sendo por tanto uma rocha leucocrática. Os fenocristais, quando presentes, são em geral de microclina, variam de 1,5 a 2 cm de comprimento (ao longo do seu maior eixo), são subédricos e com coloração que varia de cinza a rosado. A matriz, xenomórfica a hipidiomórfica, possui granulação grossa, raramente média, coloração cinzenta ou rosada e índice de cor com média de 10%. Tal matriz é essencialmente constituída por K – feldspato, plagioclásio, quartzo, sendo biotita a principal fase máfica identificada. Como acessórios ocorrem, titanita, allanita, epidoto, rara clorita e minerais opacos, destacando-se magnetita. As rochas dessa unidade possuem uma forte foliação tectônica/metamórfica, além de textura migmatítica dada por corpos anatéticos leucocráticos de composição granítica com granulação grossa, com forma lenticular e segundo a foliação principal registrada na rocha, isto é, tipo estromática, mostrando que suas formações se deram durante o auge do metamorfismo e deformação regional.

3.3 - Granito Porfirítico Grosso

Destaca-se das demais unidades por constituir os principais picos topográficos da região (Caledônia), assim sendo, é uma das unidades que mais sustenta o relevo local. Constitui rocha de composição granítica com textura inequigranular do tipo porfirítico (Fig. 2C), com fenocristais basicamente constituídos por microclina em uma proporção de aproximadamente 30-40% de fenocristais em relação à matriz. Sua relação de contato com as rochas adjacentes é de caráter intrusivo, dada pelo contato irregular, ocorrência de diques nas rochas encaixantes e presença de xenólitos gnáissicos dentro dessa unidade. Os fenocristais de microclina que megascopicamente possuem coloração cinza a rosa, são subédricos, chegando até 3 cm de comprimento. A matriz, xenomórfica a hipidiomórfica, tem granulação grossa, às vezes média, possui índice de cor no entorno de 8-9% e composição essencial dada por K – feldspato, microclina, quartzo e biotita (mineral máfico predominante). Como acessórios ocorrem: titanita, epidoto e fases opacas. Como fases secundárias estão presentes mica branca e carbonato, substituindo basicamente cristais de K-feldspato e plagioclásio. Quanto à deformação, a foliação tectônica

ocorre de forma incipiente, é do tipo espaçada, tendo muitos afloramentos textura isotrópica, no entanto é comum observar estruturas relacionadas a fluxo magmático como por exemplo a direção preferencial dada pelos fenocristais de feldspatos. A foliação tectônica não tão bem marcante assim pode ser explicada pela associação mineralógica dessa rocha, uma vez que é constituída por minerais que não respondem tão bem a deformação por serem predominantemente granulares, com pouca mica e quantidade razoável de fenocristais.

3.4 - Granito Porfírico Médio

Assim como o porfírico grosso, se destaca por ser um agente controlador do relevo local, aflorando em lajedos e cortes de estrada. O granito tem granulação média com textura inequigranular porfírica (Fig. 2D), sendo os fenocristais constituídos tanto de microclina, predominante, quanto plagioclásio, assumindo uma proporção de aproximadamente 40% de fenocristais em relação à matriz. Sua relação de contato com as rochas adjacentes é de caráter intrusivo com contatos irregulares e xenólitos das rochas encaixantes. Os fenocristais de feldspatos, megascopicamente possuem coloração cinzenta a esbranquiçada e no máximo 1 cm de comprimento. Tem geralmente forma subédrica, mas também ocorrendo com hábito euédrico. Esses fenocristais ocorrem distribuídos aleatoriamente na rocha, não perfazendo qualquer tipo de estrutura orientada. A matriz, hipidiomórfica, tem granulação média, às vezes fina, coloração cinzenta e índice de cor por volta de 10-13%. Essencialmente composta por K – feldspato, plagioclásio, biotita e quartzo, sendo titanita e minerais opacos as principais fases acessórias. Além desses, mica branca e carbonato ocorrem como fases secundárias, geralmente associadas a feldspatos. A rocha apresenta estrutura maciça.

3.5 - Diorito Equigranular Médio

Perfaz um pequeno corpo na porção nordeste da área mapeada. Possui textura equigranular (Fig. 2E) hipidiomórfica, granulação média e cor esverdeada. É essencialmente composto por plagioclásio, biotita, anfíbólio (hornblenda), clinopiroxênio e poucos K – feldspato e quartzo, tendo minerais opacos, titanita, epidoto e clinozoisita como as principais fases acessórias. É comum cristais de hornblenda crescerem associados às bordas do clinopiroxênio, no entanto também ocorrem com frequência como cristais independentes. A rocha tem estrutura maciça perfazendo uma trama isotrópica sem qualquer evidência de deformação dúctil.

3.6 - Granito Equigranular Fino/Médio

Perfaz dois corpos na porção sudoeste da área mapeada. Aflora na forma de lajedos nas encostas e em cortes de estrada. É caracterizado por uma rocha com textura equigranular xenomórfica/hipidiomórfica, fina/média, coloração cinzenta (Fig. 2F), às vezes rosado e índice de cor por volta de 10-11%. Sua relação de contato com as rochas adjacentes é de caráter intrusivo evidenciado por seu contato irregular, diques dessa rocha que ocorrem nas encaixantes, além de conter xenólitos. É essencialmente composto por K – feldspato, plagioclásio, quartzo e pouca biotita. Como acessórias são comuns titanita e fases opacas. Como minerais secundários ocorrem carbonato e mica branca, associados a K – feldspato e plagioclásio, respectivamente. É uma rocha isotrópica, com estrutura maciça, sem qualquer evidência de deformação dúctil.

3.7 - Gabro/Microgabro

Ocorre na forma de três diques, de rumo NE – SW, com espessuras que chegam até a algumas dezenas de metros. O maior deles, que se estende por toda a área mapeada, engloba um grande enclave do Granito Porfírico Médio na porção NE do mapa (Fig. 2H); esse enclave caracteriza um teto pendente com aproximadamente 1 km de comprimento ao longo do seu maior eixo.

Em alguns locais essa rocha tem uma textura com granulação fina que pode ser classificada como diabásio, no entanto isso é raro. Essa unidade sempre aflora na forma de blocos que chegam a atingir até 1 metro de diâmetro. Tais blocos são sempre arredondados por esfoliação esferoidal e imersos em solo de coloração escura, normalmente roxo, o que é mais um indicativo do predomínio dessa litologia no local. A rocha tem textura equigranular, xenomórfica/hipidiomórfica, granulação grossa, cor escura e índice de cor por volta de 45%. É essencialmente composta por piroxênio, hornblenda e plagioclásio, sendo os minerais opacos as principais fases acessórias. Possui estrutura maciça, sem qualquer evidência de deformação dúctil.

4 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

As rochas deformadas possuem foliação tectônica/metamórfica (xistosidade, Figura 3), que dependendo da litologia pode ser do tipo espaçada (mais comum) ou contínua.

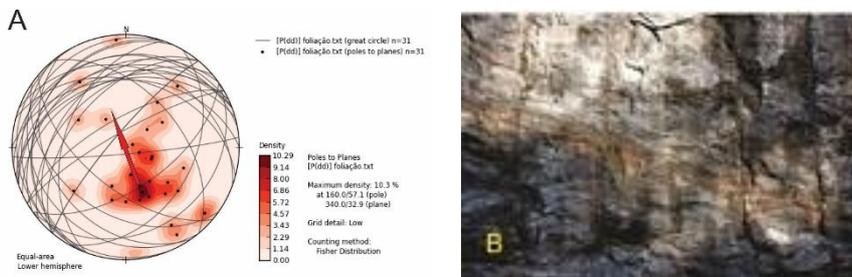


Figura 3 - Afloramento do Ortognaise Granítico/Granodiorítico com foliação tectônica marcante mergulhando para NW. Normalmente, essas foliações, mergulham entre 30 e 60° para NW (Fig. 3), sugerindo que foram produzidas a partir de uma compressão NW-SE com transporte tectônico de topo para SE. Em alguns afloramentos essa foliação ocorre mergulhando para SW, SE e NE. Tal xistosidade é interpretada como produto do auge metamórfico e deformacional que as rochas dessa região sofreram.

Tal foliação é produto de um dobramento regional que dobra o contato entre duas unidades mapeadas, o Granada Biotita Paragnaisse Bandado e o Ortognaise Granítico/Granodiorítico (Fig. 4). Trata-se de uma dobra apertada, do tipo revirada e com plano axial mergulhando aproximadamente 40° para NW. Uma vez que o Granada Biotita Paragnaisse é interpretado como sendo mais velho que o Ortognaise Granítico/Granodiorítico, isto é, estratigraficamente o paragnaisse ocorre por baixo do Ortognaise, tal dobra é provavelmente um antiformal/anticlinal (Fig. 4) com eixo mergulhando para NE.



Figura 4 - Seções geológicas segundo a marcação na Figura 1

Além dessas estruturas, ocorrem na região, afetando praticamente todas as unidades mapeadas, com exceção dos diques de gabro/microgabro, uma série de fraturas (Fig. 5) que a princípio podem ser classificadas como relacionadas à decompressão dos corpos por desconfinamento, isto é, fraturas de alívio (235 medidas), e outro conjunto relacionado a tectonismo (128 medidas), somando um total de 363 fraturas medidas em campo.

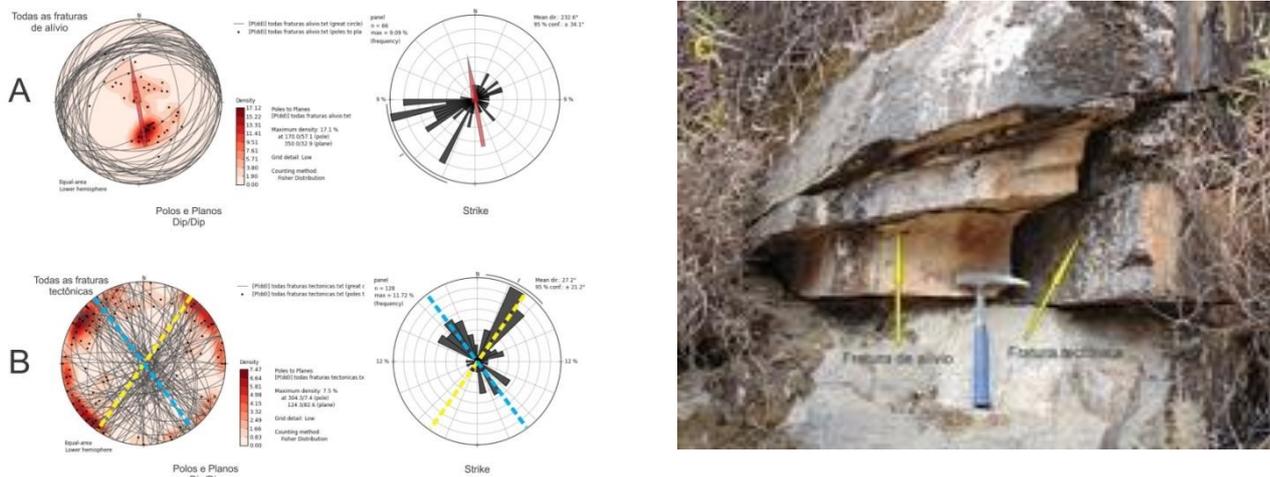


Figura 5 - Estereogramas e gráficos de rosetas mostrando o comportamento das fraturas de alívio e tectônicas na área mapeada. Os estereogramas foram confeccionados em Dip/Dip e os gráficos de rosetas em Strike

Os dados levantados durante o mapeamento mostram que a maior parte das fraturas de alívio mergulham com baixo ângulo (05-20°) para NW (Fig. 5), quando a rocha não tem xistosidade. No entanto, as fraturas de alívio, nos afloramentos relacionados a rochas foliadas, tendem a ocorrer segundo tais foliações, neste caso mergulhando também para NW, porém com ângulos mais altos, entre 30 e 60° (Fig. 5).

As fraturas tectônicas, assim como as fraturas de alívio, são comuns em todas as unidades mapeadas, com exceção dos diques de gabro/microgabro. Essas fraturas tendem a mergulhar em ângulos que variam de moderado a alto, até subvertical (55-90°), e compõem duas famílias principais: uma que

mergulha para SE e outra que mergulha para NE, predominando a que mergulha para SE (Fig. 5). Vale lembrar que a Bacia do Córrego Dantas, tem o seu eixo longitudinal justamente segundo o rumo SW-NE, que equivale ao strike das fraturas que mergulham para SE (Fig. 5). Além disso, fica evidente que o encaixe do magma relacionado aos diques de gabro/microgabro, sofreu forte controle estrutural, uma vez que os mesmos ocorrem todos com rumo NE-SW, paralelos ao strike das fraturas tectônicas que mergulham para SE e ao eixo longitudinal da Bacia Hidrográfica do Córrego Dantas.

4.1 - Estudos de Casos Isolados

Para melhor compreender a arquitetura estrutural das fraturas na área, foram escolhidos três afloramentos, considerados didáticos para um levantamento detalhado dessas estruturas (Fig. 1). A ideia é, utilizando um método proposto por Davis (1984), quantificar as fraturas de modo que seja possível calcular a densidade (DN) e a penetratividade (DL) das mesmas nesses afloramentos. Dos três afloramentos, um compõe o Ortognaise Granítico/Granodiorítico (A) e dois (B e C), o Granito Equigranular Fino/Médio (Fig. 1), no caso as duas unidades de mapeamento que ocupam a maior área na região estudada.

4.1.1 - Caso A

O afloramento do ortognaise utilizado para esse levantamento é um corte vertical na estrada RJ 130 (Fig. 6), posicionado de acordo com as coordenadas UTM: 748989/7534201. Trata-se de uma rocha com forte foliação tectônica mergulhando aproximadamente 40° para NW. Nele, segundo o método utilizado, foram traçados 23 círculos com aproximadamente 1m de diâmetro, a uma distância de 0,50m um do outro, enfileirados em linha reta e com o centro à aproximadamente 1,5m do chão. Dentro de cada círculo todas as fraturas tiveram suas atitudes e comprimentos medidos.

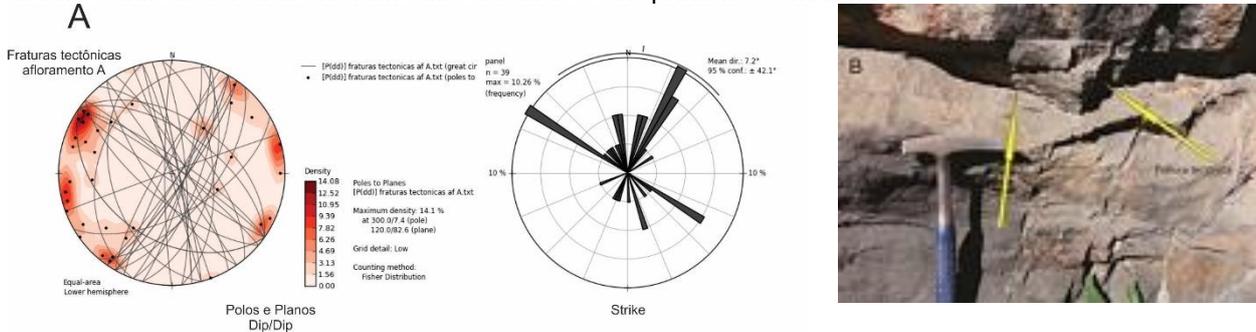


Figura 6 - Fraturas de alívio com mergulho de baixo ângulo e tectônicas subverticais. Estereograma e gráfico de rosetas, mostrando o comportamento das fraturas no afloramento A

Tais fraturas são de alívio e tectônicas (Fig. 6). As fraturas de alívio normalmente mergulham com um ângulo próximo ao da foliação para NW, mas também mergulham com ângulos menores também para NW (Fig. 6). Já as fraturas tectônicas são mais diversificadas compondo pelo menos três famílias distintas, uma predominante mergulhando em alto ângulo para SE, e outras duas menos ocorrentes mergulhando tanto para NE como para SW, também com alto ângulo (Fig. 6). Uma vez levantados os dados foi possível calcular a densidade e a penetratividade dessas fraturas na rocha, onde a densidade de faturamento é representada pela razão N/A (N º total de fraturas de todos os círculos) / A (somatório das áreas dos círculos em metros) e penetratividade equivale à razão L/A (somatório dos comprimentos de todas as fraturas de todos os círculos em metros) / A . Logo, para esse afloramento foram determinados os valores de densidade (DN) igual a 9,2 e penetratividade (DL) igual a 4,6.

4.1.2 - Caso B

Trata-se de um afloramento do Granito Equigranular Fino/Médio (Fig. 7), que não tem qualquer indício de deformação tectônica dúctil, uma vez que se trata de uma rocha com estrutura maciça.

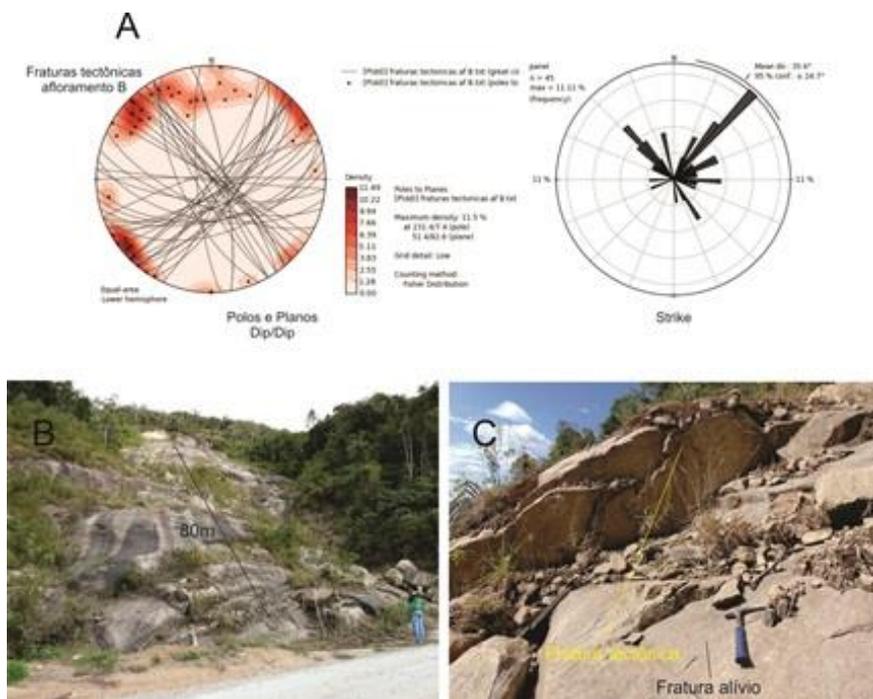


Figura 7 - Estereograma e gráfico de rosetas mostrando o comportamento das fraturas no afloramento do caso B. Afloramento do Granito Equigranular Fino/Médio. O afloramento foi produzido a partir de um deslizamento com aproximadamente 80 m de comprimento ao longo do seu eixo longitudinal. A superfície do lajedo é uma fratura de alívio que mergulha no máximo 40° para NW, diferentemente das fraturas tectônicas que são subverticais

Apesar de megascopicamente, tal rocha não mostrar um avançado estado de alteração intempélica, microscopicamente a mesma apresenta uma larga alteração dos cristais de feldspatos, principalmente plagioclásio, para carbonato. Esse afloramento em particular, se mostra como um excelente laboratório, uma vez que ele é um lajedo exposto devido a um deslizamento ocorrido no início de 2011, com aproximadamente 80m de comprimento segundo o seu eixo longitudinal (Fig. 7). Tal lajedo tem uma superfície mergulhando entorno de 40° para NW, sendo a mesma interpretada como uma fratura de alívio (Fig. 7). Além das fraturas de alívio, onde em alguns pontos ocorre saída de água, também foram reconhecidas fraturas tectônicas (Fig. 7), com atitudes mergulhando basicamente para NE e para SE, ambas com alto ângulo.

A única diferença do método utilizado nesse ponto em relação ao método utilizado no ponto descrito anteriormente, está na disposição dos círculos, que nesse caso foi feita na forma de malha. A partir de um círculo central com 1m de diâmetro, foram traçados 22 círculos adjacentes acima, abaixo, à esquerda e direita, todos a uma distância aproximada de 0,50m um do outro. Dessa forma, o valor de densidade obtido para esses 22 círculos é igual a 5,4 (DN), enquanto que o valor de penetratividade (DL) é igual a 3,6. Nesse caso o reconhecimento das diferentes famílias de fraturas permitiu observar o mecanismo de rompimento do deslizamento que se deu através da intersecção de três fraturas distintas, uma de alívio, no caso a própria superfície do lajedo, e duas tectônicas com diferentes atitudes, uma mergulhando para NE e outra para SE (Fig. 7), ambas com alto ângulo e posicionadas próximo ao topo da encosta. Como o produto de intemperismo dessa rocha compõe um solo arenoso repleto de blocos arredondados, o desprendimento desse material no topo da encosta provocou um escorregamento de material por sobre uma das fraturas de alívio ao longo de mais ou menos 80m encosta abaixo.

4.1.3 - Caso C

No terceiro afloramento analisado há três rochas distintas (Fig. 8): o Granito Equigranular Fino/Médio (predominante), o Ortognaisse Granítico/Granodiorítico e o Diorito Equigranular Médio, sendo esses dois últimos xenólitos dentro do primeiro. Neste caso, a maior parte das fraturas tectônicas medidas compõem duas diferentes famílias, uma mergulhando para SW em alto ângulo e outra para NE com ângulos moderados (Fig. 8). Nesse afloramento foram traçados 15 círculos que renderam valores de densidade (DN) e penetratividade (DL) iguais a 6,8 e 3,6, respectivamente.

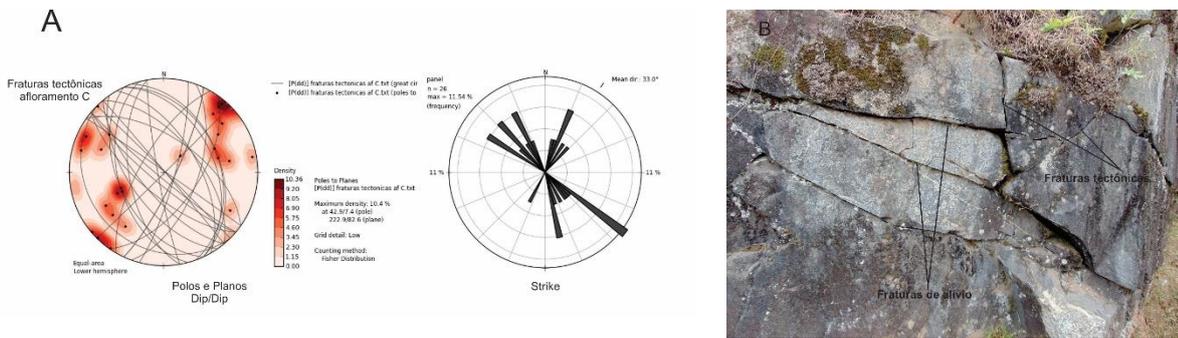


Figura 8 - Estereograma e gráfico de rosetas mostrando o comportamento das fraturas no afloramento do caso C. Fraturas de alívio com mergulho de baixo ângulo e tectônicas subverticais

4.1.4 - Apontamentos e discussões acerca dos três afloramentos estudados

Como era de se esperar a rocha mais antiga e mais afetada por processos tectônicos, o ortognaisse (caso A), foi aquela que mostrou a maior densidade e penetrabilidade de faturamento. Por outro lado o Granito Equigranular Fino/Médio (casos B e C) mostrou um menor índice tanto na densidade como na penetrabilidade das fraturas. No entanto parece que a associação mineralógica dessa rocha, repleta de carbonato secundário alterado a partir dos feldspatos, pode ter contribuído significativamente para a fragilidade e susceptibilidade a deslizamentos. A substituição dos feldspatos por carbonato, provavelmente se deu pela percolação de fluidos quentes, mas não muito, enriquecidos em CO_2 que ao encontrarem fontes de Ca e Mg obtiveram a composição ideal para a cristalização de minerais carbonáticos. Pode ser um processo deltérico, onde os fluidos enriquecidos em CO_2 são provavelmente tardios e remanescentes da cristalização da própria rocha que uma vez a percolando, já na maior parte cristalizada, provocou tal alteração mineralógica.

Enfim, independentemente de qual foi a natureza da formação dos carbonatos nessa rocha, eles são rapidamente atacados por água no intemperismo químico, pois tal fase mineral é altamente solúvel em água, vale a pena lembrar que em vários pontos desse afloramento ocorrem saídas de água freática, além de ser mecanicamente mais frágil do que minerais silicáticos e óxidos, e portanto esse fator pode acelerar os processos de intemperismo e desagregação de material, seja na granulometria, argila, areia, blocos e matacões.

O terceiro afloramento (C), apesar de compreender predominantemente o Granito Equigranular Fino/Médio, não mostrou um baixo índice de densidade de faturamento assim como o afloramento B, apresentou sim um valor intermediário que provavelmente reflete uma significativa influência das demais litologias existentes nesse ponto.

5 - COMPORTAMENTO GEOTÉCNICO DOS SOLOS

Após o intenso intemperismo químico nas rochas estudadas, observa-se solos saprolíticos que são visualmente muito similares na região e também solos coluvionares correlatos provenientes de antigos movimentos de massa. Decidiu-se estudar quatro destes tipos de solos, que foram encontrados nos deslizamentos de 2011 e que se mostraram com características e comportamentos geotécnicos diferenciados (Quadro 1 e Figura 9), havendo apenas similaridades na densidade real dos grãos. O índice de vazios diferencia com nitidez os saprolitos dos colúvios. Os saprolitos apresentam índices de vazios similares entre si, variando entre 0.77 a 1.03, que contrastam significativamente com os colúvios, onde a faixa de variação vai de 0.97 a 1.61.

O saprolito de coloração cinza possui elevada presença de biotita, que indica ser um solo pouco intemperizado e, portanto, próximo ao limite com a rocha sã (granito). Dentre os solos estudados apresentou-se muito arenoso (69%) e se mostrou como o mais resistente ao cisalhamento, comportando-se como um material granular de ângulo de atrito de 36,7 graus e coesão de 25 kPa. O saprolito de coloração rosa mostrou-se semelhante ao saprolito cinza, em especial, quanto ao ângulo de atrito de 38,6 graus. Este comportamento aponta que o saprolito rosa é um material que sofreu mais intemperismo químico, denotado pela transformação das biotitas para geração de argilominerais e óxidos/hidróxidos de ferro, que influencia a sua coloração e se relaciona também com a redução do conteúdo de areia para 46% e do aumento da fração argila para 16%. Esta ação do intemperismo químico reduz também o intercepto de coesão, que atinge 25 kPa.

O colúvio de coloração vermelha apresenta menor teor de areia que os demais solos, com apenas 25 %, além disso, não apresenta elevação do teor de argila, que atinge somente 17%. Tais características interferem significativamente no comportamento de resistência ao cisalhamento deste solo, que apesar de apresentar ângulo de atrito de 38,3 graus, próximo dos valores dos saprolitos, mostra intercepto de

coesão nulo. O colúvio de fundo de vale mostra nítida diferença em relação aos solos anteriores, em especial devido a suas características granulométricas e resistência ao cisalhamento. É um solo que possui elevados teores de areia (52%) e argila (27%), que lhe confere um ângulo de atrito maior que os demais, com 42,0 graus e pequeno valor do intercepto de coesão, com apenas 6 kPa.

Quadro 1 – Propriedades dos solos

Tipo de Solo	cascalho (%)	areia (%)	silte (%)	argila (%)	Densidade real dos grãos	Índice de vazios
colúvio do fundo de vale	2	52	19	27	2.693	0.97 - 1.21
colúvio de encosta	0	25	58	17	2.664	1.16 - 1.61
saprolito rosa	3	46	35	16	2.858	0.77 - 0.80
saprolito cinza	2	69	25	4	2.650	0.95 - 1.03

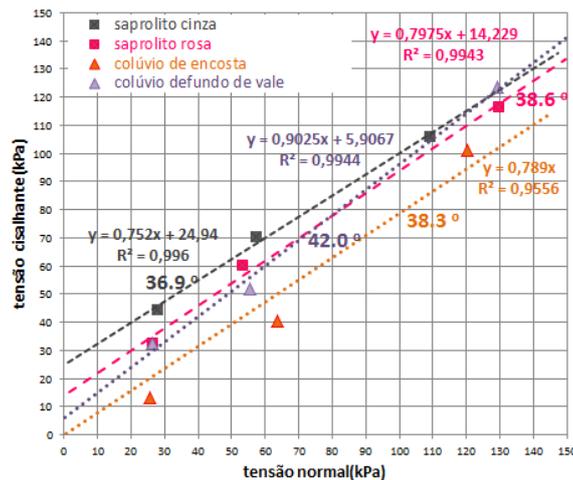


Figura 9 - Diagrama de ensaios de cisalhamento direto

6 - CONCLUSÕES

A bacia do Córrego Dantas possui rochas metamórficas com foliação tectônica mergulhando para NW, com intrusões de rochas ígneas ácidas e básicas. Além dessas estruturas, são de grande importância para esse trabalho o reconhecimento da natureza e o arranjo das fraturas, que foram interpretadas como de alívio e tectônicas. As fraturas de alívio mergulham predominantemente para NW, mas também foram medidas atitudes para NE, SE e SW. As que mergulham para NW, quando a rocha não apresenta foliação tectônica, mergulham em baixo ângulo, no máximo 20°, já quando a rocha tem foliação, existe a tendência de a fratura acompanhar o mergulho da foliação, variando assim entre 20 e 60°. As fraturas tectônicas compõem duas famílias principais, ambas mergulhando em alto ângulo, uma para SE e outra para NE, predominando as que mergulham para SE. Vale ressaltar que o eixo longitudinal da Bacia do Córrego Dantas é exatamente paralelo ao strike das fraturas tectônicas que mergulham para SE, sendo esse também, o rumo dos três diques básicos que ocorrem na área.

Quando sobrepostos os deslizamentos georeferenciados com o mapa geológico, fica claro que a rocha que mais influenciou os deslizamentos foi o Ortognaisse Granítico/Granodiorítico. Além de ocupar a maior parte da área mapeada, a litologia de composição aproximadamente granítica favorece a produção intempérica de um solo arenoso rico em quartzo com pouca matriz argilosa. Uma possível explicação para isso também pode estar relacionada às características estruturais dessa rocha. Pode ser que essa unidade, por ser uma das mais antigas na região, e afetada por um intenso tectonismo colisional, é, portanto uma das rochas mais deformadas ali presente. Nela ocorrem por conta disso, uma série de superfícies penetrativas e contínuas, como foliações, fraturas e etc., que colaboram para uma grande percolação de água, acelerando assim os processos intempéricos e erosivos. Essa hipótese corrobora com os dados apresentados anteriormente a respeito da densidade e penetratividade do fraturamento ocorrente nessa unidade, uma vez que as demais rochas com composições similares (graníticas) são mais jovens, pouco ou nada deformadas ductilmente, e por tanto apresentam menos fraturas, sendo essas menos penetrativas.

Outro aspecto que chama atenção, está relacionada ao Granito Equigranular Fino/Médio. Essa unidade diferentemente do Ortognaisse Granítico/Granodiorítico, não apresenta tantas estruturas penetrativas, não tem foliação tectônica e o índice de fraturamento é aparentemente menor que o do ortognaisse. Além disso, é uma das rochas mais jovens na área mapeada. Uma possível explicação poderia estar em sua composição mineralógica, apesar de ser uma rocha granítica, o que deveria ser bastante similar ao

ortognaisse, é uma rocha onde a petrografia mostrou uma larga alteração dos cristais primários (magmáticos) de feldspatos, principalmente plagioclásio, para carbonatos secundários, conforme mostrado no estudo de casos isolados, caso B, o que provavelmente contribuiu para o deslizamento ocorrido naquele ponto. O mesmo, porém em um nível menos intenso, ocorre com as rochas do Granito Porfírico Médio, isso pode explicar em parte o porquê desta unidade ter tido um alto índice de deslizamentos, assim como o ortognaisse.

Nestes deslizamentos estudados, os solos saprolíticos apresentam coesão verdadeira elevada e para que tenha havido ruptura nestes solos é provável que tenha se formado uma zona saturada inicial no decorrer da estação chuvosa (verão). Nos dias 11 e 12 de janeiro, com o advento das chuvas intensas, deve ter ocorrido rápida elevação do nível freático e houve um incremento das poro-pressões com conseqüente redução das tensões efetivas, que produziram as condições de ruptura no interior dos saprolitos.

As rupturas rasas ocorridas nos solos coluvionares podem ter sido diferentes. Devido à ausência de coesão verdadeira nestes colúvios situados nas encostas da região, é provável que no decorrer das chuvas intensas dos dias 11 e 12 de janeiro de 2011 tenha havido infiltração suficiente para aumentar a umidade do solo, contudo sem a geração de uma zona saturada. Este aumento de umidade pode ter causado significativa redução da sucção e conseqüente processo de ruptura nestes solos. Uma vez que os colúvios nos fundos de vale mostraram-se mais resistentes ao cisalhamento do que os situados nas encostas, as condições para sua ruptura também devem ter sido diferentes. A destruição nos fundos de vale na área analisada tem uma aparência muito semelhante a debris flows, no entanto, devido ao resistente comportamento mecânico deste solo, parece que a destruição destes solos de fundo de vale relaciona-se com os efeitos erosivos produzidos pela passagem de fluxos com acentuada concentração de sólidos em suspensão. Estes fluxos concentrados seriam provenientes do escoamento superficial gerado pelas chuvas intensas, somado aos sedimentos disponibilizados pelos deslizamentos translacionais rasos, provenientes das encostas das cabeceiras de drenagem e das encostas íngremes adjacentes aos canais.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M. (1977). O Craton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 7(4): 349-364.
- Almeida, F.F.M. (1981). O Craton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: SBG, Simp. sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador. *Anais...*, Salvador, pp. 1-10.
- Atherton, M.P. (1990). The coastal Batholith of Peru: The product of rapid recycling of "new" crust formed within rifted continental margin. *Geological Journal*, v.25, 337-349.
- Avelar, A.S., Coelho Netto, A.L., Lacerda, W.A., Becker, L.B., Mendonça, M.B. (2011). Mechanisms of the Recent Catastrophic Landslides in the Mountainous Range of Rio de Janeiro, Brazil. In: 2nd World Landslide Forum, Roma. *Landslide Sci. and Practice*. Berlin: Springer-Verlag. v. 4, pp. 265-270.
- Avelar, A.S. & Lacerda, W.A. (1997) Causas iniciais do movimento de massa do Soberbo, RJ – Brasil. 2^o Simp. Panam. Escorregamentos, 2^a Conf. Bras. Est. Encostas Cobrae, Rio de Janeiro, v.1: 3-12.
- Avelar, A.S., Lacerda, W.A. & Coelho Netto, A.L. (2006) Mecanismos de iniciação de fluxos detriticos no Maciço da Tijuca, Rio de Janeiro (RJ): o caso da encosta do Soberbo. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 7, pp. 73-83.
- Barbosa, A.L.M. & Grossi Sad, J.H. (1985). Batólito granítico da Serra dos Órgãos, Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Contribuições à Geologia e a Petrologia, Núcleo Minas Gerais*, 1985, pp. 49-61.
- Bussell, M.A. (1983). Crystallization history of granophyric intrusives from the Peruvian Coastal Batholith. *Lithos*, Vol. 16, p. 169-184.
- Campos Neto, M.C. & Figueiredo, M.C.H. (1995). The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8:143-162.
- Cobbing, E.J. & Pitcher, W.S. (1972). The Coastal Batholith of Central Peru. *Journal of the Geological Society of London*, v. 128, pp. 421-460.
- Coelho Netto, A.L., Sato, A.M., Avelar, A.S., Vianna, L.G.G., Araujo, I.S., Croix, D., Lima, P., Silva, A.P. & Pereira, R. (2011) January 2011: the extreme landslide disaster in Brazil, *Proc. 2nd World Landslides Forum, Rome*.
- Davis, G.H. (1984). *Structural Geology of Rocks and Regions*. Wiley. United States. 492p.
- Duarte, B.P. (1998). Evolução tectônica dos ortognaisses dos Complexos Juiz de Fora e Mantiqueira na região de Juiz de Fora, M.G: geologia, petrologia e geoquímica. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 280 f.

- Grossi Sad, J., Pinto, C.P., Serpa, J.C., Dutra, J.E., Hettich, M., Andrade, N.E. (1980). Folhas Anta, Duas Barras, Teresópolis e Nova Friburgo. Projeto Carta Geológica do Rio de Janeiro, DRM/GEOSOL.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M., Silva, L.C., Trouw, R.A.J., Janasi, V.C. (2004). A Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), O desvendar de um continente: a moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, 203-234.
- Heilbron, M., Mohriak, W., Valeriano, C.M., Milani, E., Almeida, J.C.H. & Tupinambá, M. (2000). From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil. In: Mohriak, W.U. & Talwani, M. (Eds.), Atlantic rifts and continental margins. Washington, Am. Geoph. Union, Geoph. Monogr. Ser. 115, 1-32.
- Hervé, F., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Calderón, M., Yaxley, G.M. (2007). The South Patagonian batholith: 150 My of granite magmatism on a plate margin. *Lithos*, v. 97, pp. 373-394.
- Junho, M.C., Penha, H.M. (1985). Geologia e geoquímica preliminar dos granitos de Teresópolis. *Anais Acad. Bras. Ci.*, 57(1): 53-62.
- Junho, M.C.B. (1993). Granitos Brasileiros do Estado do Rio de Janeiro - Considerações Geoquímicas. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65(2): 161-179.
- Kuhn, A., Stuwe, K., Trouw, R.A.J. (2004). Metamorphic evolution of the RFB: Evidence from outcrops in the Rio de Janeiro Area, Brazil. *Journal of Petrology*, 45, 11, 2303-2323.
- Machado, R. & Demange, M. (1992). Contribuição ao estudo geoquímico e geotectônico da granitogênese Brasileira no Estado do Rio de Janeiro. *Boletim IG-USP, Publicação Especial*, 12: 73-74.
- Machado, R. & Demange, M. (1996). Caracterização geoquímica e tectônica do magmatismo pré-colisional tipo cordilheirano de idade neoproterozóica no Cinturão Paraíba do Sul, Estado do Rio de Janeiro. *Bol. IG-USP, Publ. Especial*, 18: 83-85.
- Machado, R., Valladares, C., Heilbron, M., Valeriano, C. (1996) U-Pb geochronology of the Central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precamb. Res.*, 79:347-361.
- Mendes, J.C., Junho, M.C.B., Ghizi, A. (2002). Geology and geochemistry of granitic and dioritic rocks of the São José do Ribeirão intrusive massif, mountain region of Rio de Janeiro State, Brazil. *Revista Universidade Rural. Série Ciências Exatas e da Terra, Rio de Janeiro*, v. 21, n.2, pp. 1-11.
- Mendes, J.C., Duffles, P., Matos, G., Ludka, I., Medeiros, F.F., Ávila, C.A. (2007). Geoquímica e geocronologia do granitóide Barra Alegre, faixa móvel Ribeira, Rio de Janeiro. *Rev. Bras. Geoc.*, 37(1): 101-113.
- Penha, H.M., Ferrari, A.L., Ribeiro, A., Amador, E.S., Pentagna, F.V.P., Junho, M.C.B., Brenner, T.L. (1979). Projeto Carta Geológica, Folha Petrópolis: relatório final. Rio de Janeiro: Convênio DRM / IG - UFRJ.
- Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E., Pankhurst, R. (1985). Magmatism at a plate edge - the Peruvian Andes. Glasgow, Blackie.
- Trouw, R.A.J., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F.V.P., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M., Andreis, R.R. (2000). The central segment of the Ribeira belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), Tectonic Evolution of South America. 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, 287-310.
- Tupinambá, M., Teixeira, W., Heilbron, M. (1998). The Pan African/Brasiliano Arc-related Magmatism at the Costeiro Domain of the Ribeira belt, Southeastern Brazil, In: Abstract of the 14th International Conference on Precambrian and Craton tectonics, Ouro Preto, M.G., 12-14.
- Tupinambá, M., Heilbron, M., Teixeira, W. (2012). Evolução Tectônica e Magmática da Faixa Ribeira entre o Neoproterozoico e o Paleozoico Inferior na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Anuário do IGEO UFRJ*, 35(2): 140-151.
- Vinagre, R. (2014). O Batólito Serra da Água Limpa, Parte do Arco Magmático da Nappe Socorro-Guaxupé, Faixa Brasília Meridional. Tese de Doutorado. UFRJ, Inst. de Geociências, Rio de Janeiro.
- Vinagre, R., Trouw, R.A.J., Mendes, J.C., Duffles, P., Peternel, R., Matos, G. (2014a). New Evidence of a Magmatic Arc in The Southern Brasília Belt, Brazil: The Serra da Água Limpa Batholith (Socorro-Guaxupé Nappe). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 54, pp. 120-139.
- Vinagre, R., Trouw, R.A.J., Mendes, J.C., Ludka, I. (2014b). Química Mineral e Geotermobarometria do Batólito Serra da Água Limpa, Nappe Socorro-Guaxupé, Faixa Brasília Meridional, Sudeste do Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, v. 44, pp. 387-414.